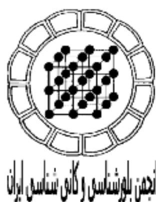
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۴، از صفحهٔ ۸۱۹ تا ۸۳۰



زمین فشار-دماسنجی توده‌ی گرانیتوئیدی سرویان (شمال شرق دلیجان) با کاربرد شیمی کانی‌های آمفیبول و فلدسپار

محبوبه جمشیدی بدر[۱*]، مهناز خادمی پارسا[۲]، فریبرز مسعودی[۲]

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران، ایران.

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

(دریافت مقاله: ۹۳/۱۱/۱۵ ، نسخه نهایی: ۹۴/۲/۲۰)

چکیده: توده‌ی نفوذی سرویان در شمال‌شرق دلیجان و در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر رخنمون دارد. این توده شامل واحدهای اسیدی و حدواسط بوده و از سنگ‌های گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و کوارتزدیوریت تشکیل شده است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده توده نفوذی پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و فلدسپار پتاسیم است. در این پژوهش بر اساس تجزیه نقطه‌ای کانی‌های آمفیبول و فلدسپار، زمین فشار-دماسنجی سنگ‌های تونالیتی و کوارتزدیوریتی توده‌ی گرانیتوئیدی سرویان تعیین شده است. ترکیب آمفیبول‌های بررسی شده، در گروه آمفیبول‌های کلسیک و از نوع منیزیوهورنبلند تا اکتینولیت هورنبلند قرار می‌گیرند. پلاژیوکلازهای منطقه در گستره‌ی آندزین تا لابرادوریت قرار دارند. میانگین فشار تشکیل سنگ‌های تونالیتی، کوارتزدیوریتی و آمفیبول‌های نسل اول که به شکل ادخال در آمفیبول‌های نسل دوم قرار دارند، با استفاده از روش فشارسنجی آلومینیم در هورنبلند به ترتیب ۱٫۴، ۱٫۵۶ و ۲٫۶ کیلوبار برآورد شد. میانگین دمای تشکیل این سنگ‌ها با استفاده از روش زمین دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز نیز به ترتیب ۷۵۹٫۷، ۷۹۵ و ۸۷۵٫۲ درجه‌ی سانتیگراد محاسبه شدند. توده‌ی نفوذی سرویان در محیطی با گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده و میزان کمی $\mathrm{Log}\, fO_2$ در حدود ۱۱٫۰۶- تا ۱۵٫۷۶- است.

واژه‌های کلیدی: *دما- فشارسنجی؛ آمفیبول؛ پلاژیوکلاز؛ گریزندگی اکسیژن؛ دلیجان.*

مقدمه

امروزه با بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌توان شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم در هنگام جایگیری توده‌های نفوذی را بررسی کرد. در این رابطه، کاربرد ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول در تعیین شرایط محیطی تشکیل گرانیتوئیدها موضوعی شناخته شده است [۱]. این کانی در دامنه‌ی گسترده‌ای از شرایط فشار و دما ظاهر می‌شود و از سازندگان عادی سنگ‌های آذرین به ویژه سنگ‌های آذرین آهکی- قلیایی و سنگ‌های دگرگونی به شمار می‌آید. آمفیبول مناسب‌ترین کانی برای دما- فشارسنجی بوده و زمین فشارسنجی آلومینیوم در هورنبلند و زمین دماسنجی آمفیبول-پلاژیوکلاز برای تعیین فشار و دمای جایگیری گرانیتوئیدها ایده آل است [۳،۲].

توده‌ی نفوذی سرویان، در منطقه‌ی دلیجان، در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه دختر قرار دارد. این توده از کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز، فلدسپار پتاسیم، اسفن، آپاتیت، مگنتیت و ایلمنیت تشکیل شده است. تشکیل دوگانه‌ی کانیایی یاد شده برای زمین- فشارسنجی آلومینیوم در هورنبلند و زمین- دماسنجی آمفیبول-پلاژیوکلاز مناسب است [۲، ۸-۴].

هدف از این پژوهش بررسی ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۵۳۵۷۵۱۳، نمابر: ۰۲۶۴۵۳۸۳۲۴۴، پست الکترونیکی: m_jamshidi@pnu.ac.ir

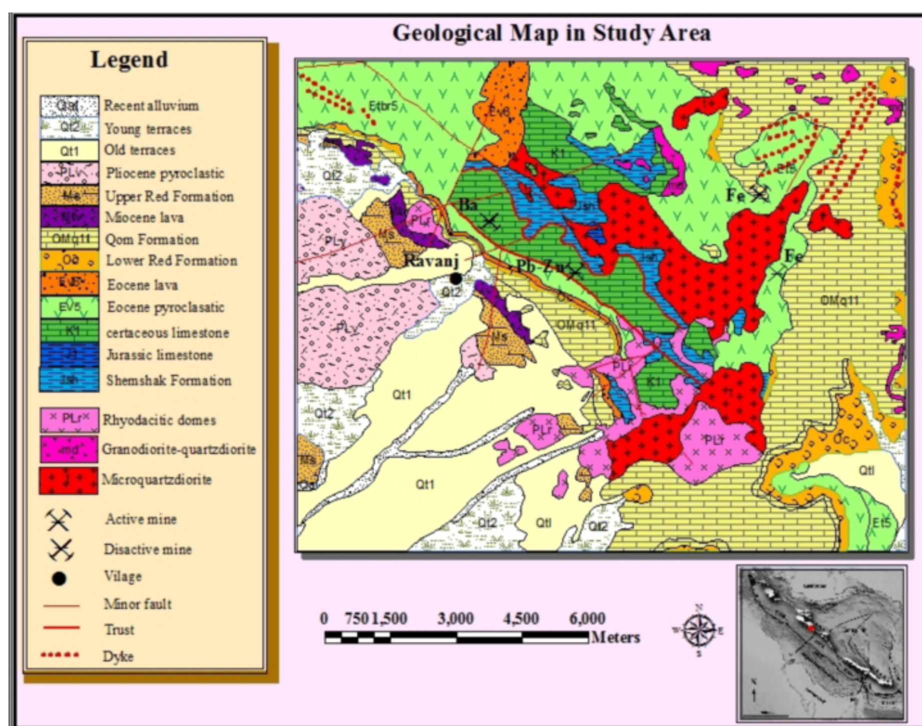
و پلاژیوکلاز در توده‌ی گرانیتوئیدی سرویان شمال‌شرق دلیجان، به‌منظور شناخت مسائل سنگ‌زایی و تکتنوماگمایی این توده است.

در این خصوص با ارائه داده‌های آزمایشگاهی ریزپردازش الکترونی، فشار و دمای جایگیری توده‌ی سرویان به روش‌های مختلف محاسبه شده است.

زمین‌شناسی عمومی

توده‌ی نفوذی سرویان در استان مرکزی و در ۱۵ کیلومتری شمال شرقی دلیجان و بین طول‌های جغرافیایی '۴۰ °۵۰ تا '۴۹ °۵۰ شرقی و عرض‌های جغرافیایی '۱۳ °۳۴ تا '۷ °۳۴ شمالی قرار گرفته است و از نظر زمین‌شناختی در منطقه‌ی ایران مرکزی و زیر منطقه‌ی ارومیه دختر واقع شده و بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کهک را تشکیل می‌دهد [۹]. منطقه‌ی مورد بررسی شامل تناوبی از سنگ‌های رسوبی، پیروکلاستیک و آتشفشانی است که به وسیله‌ی صفحات دایکی و توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق قطع شده‌اند. سنگ‌های پیروکلاستیک به سن ائوسن شامل تناوبی از توف‌های سبز، شیل و سیلت استون همراه با میان لایه‌هایی از آهک ماسه‌ای فسیل‌دار و گدازه‌های آندزیتی است که به‌طور گسترده در بخش‌های مرکزی برونزد دارند. دایک‌های بازی در بخش‌های مختلف به درون این واحد نفوذ کرده‌اند. واحدهای آتشفشانی وابسته به دو سن ائوسن و پلیوسن هستند [۹]، که سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی بازالتی ائوسن در شمال منطقه و واحدهای آتشفشانی پلیوسن به‌صورت گنبدهای آتشفشانی و نیمه- آتشفشانی با ترکیب اسیدی در مرکز منطقه برونزد دارند، سنگ‌های آذرآواری تیره رنگ با ترکیب حدواسط و به سن پلیوسن نیز در هسته‌ی یک ناودیس در غرب منطقه قابل مشاهده است [۹] (شکل ۱).

توده نفوذی سرویان در مجاور گسل بیدهند رخنمون دارد. با ادامه‌ی جابه‌جایی در محل پله‌شدگی پوششی در راستای این گسل، فضای کششی محلی در بخش میانی گسل ایجاد شده و توده‌های نفوذی جوان‌تر در آن نفوذ کرده‌اند [۱۰]. توده‌ی نفوذی سرویان با ماهیت متاآلومین، از نظر سرشت ماگمایی در گستره‌ی آهکی- قلیایی قرار می‌گیرد و در محیط زمین‌ساختی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای تشکیل شده است [۱۱]. این توده را که سنگ‌های تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و کوارتزدیوریت تشکیل داده است. در اثر نفوذ این توده در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری‌های ائوسن، سنگ‌های میزبان در مجاور این توده دستخوش دگرگونی مجاورتی شده و سنگ‌های دگرگونی هورنفلس و اسکارن تشکیل شده‌اند.



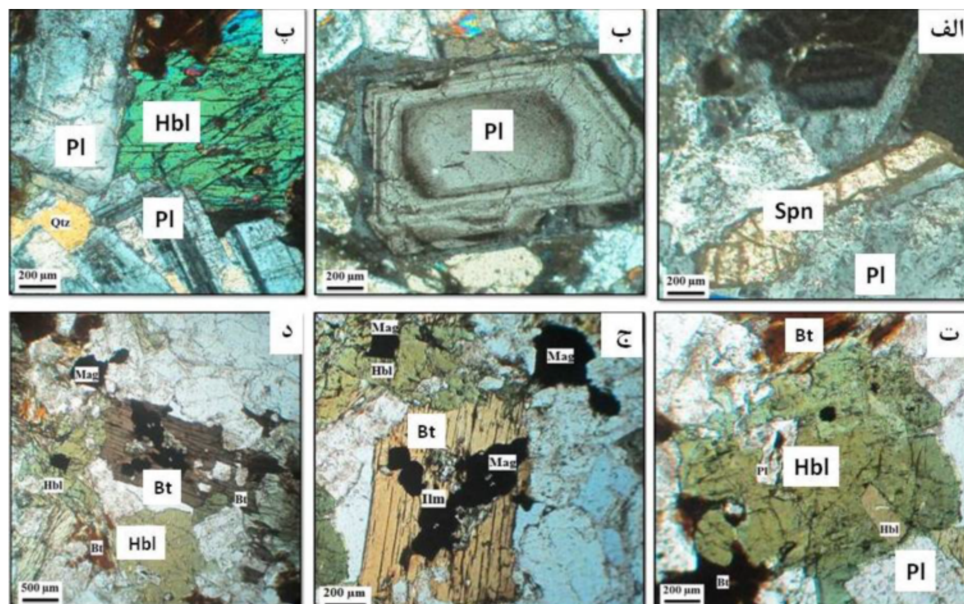
شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد بررسی بر گرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کهک [۹].

سنگ‌شناسی

از نظر سنگ‌شناسی تونالیت‌ها و کوارتزدیوریت‌ها بیشترین بخش توده‌ی سرویان را تشکیل می‌دهند. آمفیبول تنها کانی مافیک در تونالیت‌هاست، در حالی که در کوارتزدیوریت‌ها علاوه بر آمفیبول، بیوتیت‌ها به میزان فراوان حضور داشته و میزان بیوتیت‌ها بیشتر از آمفیبول‌هاست. بافت اصلی در تونالیت‌ها و کوارتزدیوریت‌ها، دانه دانه‌ی متوسط است و بافت پوئی‌کیلیتیک نیز به‌صورت بافت فرعی مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت به همراه کانی‌های فرعی ارتوکلاز، آپاتیت، اسفن (شکل ۲ الف)، مگنتیت و ایلمنیت و کانی‌های دگرسانی اپیدوت و سرسیت تشکیل شده‌اند.

پلاژیوکلازها کانی غالب این سنگ‌ها هستند که به‌صورت ریز تا درشت بلور دیده می‌شوند. اغلب درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای ساخت منطقه‌ای هستند (شکل ۲ب) ولی پلاژیوکلازهای ریز تا میان بلور بیشتر با ماکل پلی سنتتیک شناخته می‌شوند. در مواردی تبدیل پلاژیوکلاز به کربنات و سوسوریت مشاهده می‌شود. دگرسانی در بخش مرکزی درشت بلورهای پلاژیوکلاز با بافت منطقه‌ای از شدت بیشتری برخوردارند. همچنین ادخال هایی از آپاتیت و هورنبلند سبز در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. در برخی از نقاط بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت همزیست در مجاورت بلورهای آمفیبول قرار گرفته‌اند (شکل ۲ پ). حاشیه بعضی از بلورها در اثر دگرسانی به کلریت و اکتینولیت تبدیل شده است. ادخال‌هایی از بلورهای ریز آمفیبول در آمفیبول‌های درشت بلورتر مشاهده می‌شوند و بافت پوئی کلیتیک ایجاد شده است. ادخال‌های ریز بلور آمفیبول‌ها در اعماق بیشتری هسته‌گذاری و رشد کرده‌اند، که به‌عنوان آمفیبول‌های نسل اول در نظر گرفته شده‌اند. با صعود ماگما و کاهش فشار، رشد آمفیبول‌های اولیه متوقف و هسته‌گذاری جدیدی آغاز شده است، رشد سریع هسته‌های آمفیبول‌های نسل دوم سبب احاطه شدن آمفیبول‌های نسل اول به وسیله‌ی آمفیبول‌های نسل دوم شده است. (شکل ۲ ت).

بر پایه تجزیه نقطه‌ای ریزپردازش الکترونی، کانی‌های کدر موجود در سنگ‌های تونالیتی و کوارتزدیوریت‌ها بیشتر از نوع مگنتیت و ایلمنیت بوده که بر اساس مشخصات شکل بلوری، این کانی‌ها اولیه هستند و در برخی نقاط، بخشی از این کانی‌ها به‌همراه آپاتیت به وسیله‌ی آمفیبول و بیوتیت دربر گرفته شده‌اند (شکل ۲ ج) که نشانگر تقدم تبلور مگنتیت و ایلمنیت است.



شکل ۲ الف) بلور اسفن به‌عنوان کانی فرعی در تونالیت (نورXPL)، ب) منطقه‌بندی در درشت بلور پلاژیوکلاز در تونالیت (نور XPL)، پ) بلورهای همزیست آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه تونالیتی (نورXPL)، ت) ادخال آمفیبول و پلاژیوکلاز ریز بلور به درون یک درشت بلور آمفیبول در کوارتزدیوریت (نورPPL)، ج) ادخال کانی‌های مگنتیت و ایلمنیت در بیوتیت و آمفیبول در نمونه‌ی کوارتزدیوریت (نورPPL)، د) بلورهای بیوتیت و آمفیبول به عنوان فاز مافیک نمونه‌های کوارتزدیوریتی (نورPPL). علائم اختصاری کانی‌ها از [۱۲].

کانی‌های بیوتیت که به‌صورت ریز تا میان بلور تیغه‌ای و صفحه‌ای شکل در کوارتزدیوریت‌ها به عنوان فاز اصلی مافیک حضور دارند (شکل ۲ د)، این بلورها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در برخی نقاط در راستای رخ ها و شکستگی‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند (علائم اختصاری کانی‌ها در شکل ۲ از [۱۲] است).

روش بررسی

در این پژوهش مجموعاً ۴۶ تجزیه‌ی نقطه‌ای از کانی‌های پلاژیوکلاز (۳۰ نقطه) و آمفیبول (۱۶ نقطه) سنگ‌های تونالیت (نمونه‌ی ۱۸۲) و کوارتزدیوریت (نمونه‌ی ۱۷۶) توده نفوذی سرویان در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، با استفاده از EPMA، مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی 15KV و شدت جریان 20nA انجام شده است. تفکیک مقادیر Fe^{3+}, Fe^{2+} در فرمول ساختاری کانی آمفیبول با استفاده از روش‌های پیشنهادی [۱۴،۱۳] انجام شده است (جدول ۱ و ۲).

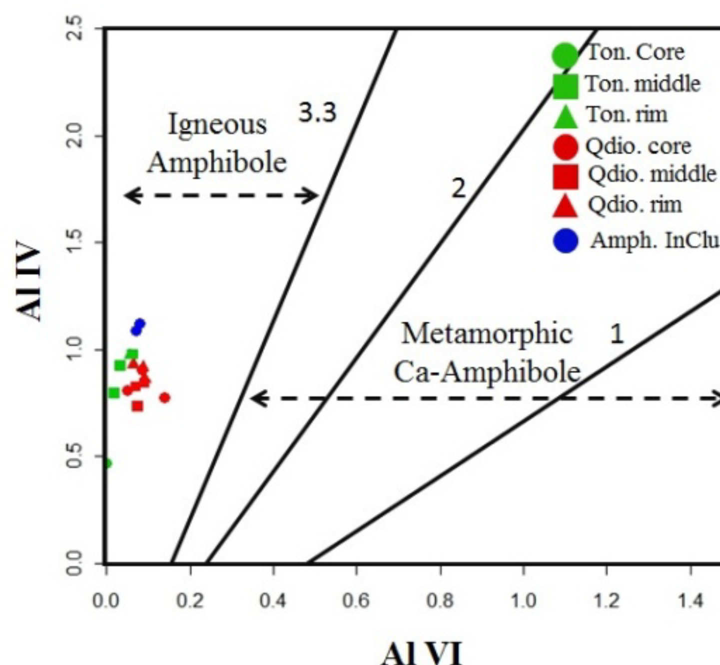
جدول ۱ نتایج ریزپردازش کانی‌های آمفیبول در سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی سرویان، حرف آخر نام نمونه‌ها شامل آنالیز: مرکز بلور (c)، حاشیه بلور (r) و حدواسط مرکز و حاشیه بلور(m) است.

	تونالیت ها									کوارتز دیوریت ها					آمفیبول های ادخال	
	182Ac	182Am	182Ar	182Bc	182 Bm	182Br	182 Cc	182Cm	182Cr	176Ac	176A1m	176Am	176A3m	176Ar	176Bc	176Br
SiO_2	۴۹٫۷۸	۵۰٫۰۹	۴۹٫۶۶	۴۹٫۵۸	۴۹٫۸۱	۴۸٫۹۸	۵۰٫۸۱	۴۹٫۱۵	۴۸٫۹۱	۵۱٫۸۹	۴۹٫۹۱	۴۸٫۳۶	۴۸٫۴۲	۴۸٫۲۴	۴۷٫۶۶	۴۷٫۵۴
TiO_2	۱٫۲۶	۰٫۹۶	۱٫۰۷	۱٫۲۵	۱٫۲۲	۱٫۳۶	۱٫۰۵	۱٫۳	۱٫۳۶	۰٫۲۵	۰٫۸۸	۱٫۲۴	۱٫۲۷	۱٫۲۹	۱٫۶۲	۱٫۶۷
Al_2O_3	۵٫۰۳	۴٫۷۲	۵٫۶۱	۵٫۸۸	۵٫۲۷	۵٫۸۹	۵٫۴۶	۵٫۴۳	۵.۸۳	۲٫۷۲	۴٫۷۸	۵٫۵۵	۶٫۰۷	۶٫۰۰	۶٫۷۶	۷٫۰۳
FeO	۱۱٫۵	۱۲٫۲۴	۱۲٫۵۶	۱۲٫۶۷	۱۲٫۰۷	۱۲٫۲۵	۱۲٫۰۹	۱۱٫۸۵	۱۲٫۱۴	۱۸٫۳۱	۱۳٫۸۷	۱۳٫۹۹	۱۳٫۸۴	۱۳٫۷۹	۱۳٫۸۲	۱۳٫۷۶
MgO	۱۶٫۰۷	۱۵٫۲۴	۱۵٫۳۷	۱۵٫۲۷	۱۵٫۷	۱۵٫۲۲	۱۵٫۸	۱۵٫۰۹	۱۵٫۵۳	۱۷٫۴۴	۱۵٫۹۹	۱۵	۱۵٫۰۲	۱۴٫۹۹	۱۴٫۷۲	۱۴٫۶۷
MnO	۰٫۳۵	۰٫۴	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۲	۰٫۳	۰٫۳۲	۰٫۳۵	۰٫۳	۰٫۹۳	۰٫۴۲	۰٫۳۴	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۰٫۳۲	۰٫۳۲
CaO	۱۱٫۵۳	۱۱٫۳۵	۱۱٫۳۵	۱۱٫۶	۱۱٫۴۵	۱۱٫۳۶	۱۱٫۴۲	۱۱٫۴۴	۱۱٫۵	۵٫۵۴	۱۰٫۸۷	۱۱٫۱۱	۱۰٫۹۹	۱۰٫۹۷	۱۱	۱۱٫۰۵
Na_2O	۱٫۳۱	۱٫۴۴	۱٫۲۸	۱٫۲۷	۱٫۲۹	۱٫۴۷	۱٫۱۵	۱٫۵	۱٫۵۳	۰٫۴۱	۰٫۸	۱٫۱۴	۱٫۱۴	۱٫۵	۱٫۶۵	۱٫۵۵
K_2O	۰٫۵۵	۰٫۶۴	۰٫۵۱	۰٫۴۸	۰٫۳۱	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۰٫۷۵	۰٫۵۲	۰٫۱۸	۰٫۵۴	۰٫۵۸	۰٫۴۷	۰٫۵۶	۰٫۵۵	۰٫۵۴
Sum	۹۷٫۳۸	۹۶٫۱۰	۹۷٫۷۷	۹۸٫۳۵	۹۷٫۴۴	۹۷٫۱۸	۹۸٫۴۳	۹۶٫۸۶	۹۷٫۶۲	۹۷٫۶۷	۹۷٫۰۶	۹۷٫۳۱	۹۷٫۶۱	۹۷٫۷۲	۹۶٫۱۰	۹۸٫۱۳
Si	۷٫۱۹۳	۷٫۲۶۷	۷٫۱۴۰	۷٫۰۹۵	۷٫۱۷۶	۷٫۰۸۳	۷٫۲۲۵	۷٫۱۵۹	۷٫۰۷۰	۷٫۵۳۴	۷٫۲۰۶	۷٫۰۷۶	۷٫۰۲۵	۷٫۰۲۷	۶٫۹۱۳	۶٫۸۸۱
Al^{iv}	۰٫۸۰۷	۰٫۷۳۳	۰٫۸۶۰	۰٫۹۰۵	۰٫۸۲۴	۰٫۹۱۷	۰٫۷۷۵	۰٫۸۴۱	۰٫۹۳۰	۰٫۴۶۶	۰٫۷۹۴	۰٫۹۲۴	۰٫۹۷۵	۰٫۹۷۳	۱٫۰۸۷	۱٫۱۱۹
Al_{total}	۰٫۸۵۷	۰٫۸۰۷	۰٫۹۵۱	۰٫۹۹۲	۰٫۸۹۵	۱٫۰۰۴	۰٫۹۱۵	۰٫۹۳۲	۰٫۹۹۴	۰٫۴۶۶	۰٫۸۱۴	۰٫۹۵۷	۱٫۰۳۸	۱٫۰۳۰	۱٫۱۵۶	۱٫۲۰۰
T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Al^{vi}	۰٫۰۵۰	۰٫۰۷۴	۰٫۰۹۱	۰٫۰۸۷	۰٫۰۷۱	۰٫۰۸۷	۰٫۱۴۰	۰٫۰۹۱	۰٫۰۶۴	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۰	۰٫۰۳۴	۰٫۰۶۳	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۹	۰٫۰۸۰
Ti	۰٫۱۳۷	۰٫۱۰۵	۰٫۱۱۶	۰٫۱۳۵	۰٫۱۳۲	۰٫۱۴۸	۰٫۱۱۲	۰٫۱۴۲	۰٫۱۴۸	۰٫۰۲۷	۰٫۰۹۶	۰٫۱۳۶	۰٫۱۳۹	۰٫۱۴۱	۰٫۱۷۷	۰٫۱۸۲
Fe^{+3}	۰٫۲۸۴	۰٫۳۸۰	۰٫۴۸۰	۰٫۴۷۸	۰٫۴۰۱	۰٫۴۶۸	۰٫۴۰۲	۰٫۳۳۸	۰٫۳۶۰	۰٫۲۶۲	۰٫۳۳۳	۰٫۳۱۱	۰٫۴۵۹	۰٫۳۲۳	۰٫۳۹۱	۰٫۴۵۲
Mg	۳٫۴۶۱	۳٫۲۹۵	۳٫۲۹۴	۳٫۲۵۷	۳٫۳۷۱	۳٫۲۸۰	۳٫۳۴۸	۳٫۲۷۶	۳٫۳۴۶	۳٫۷۷۴	۳٫۴۴۱	۳٫۲۷۱	۳٫۲۴۷	۳٫۲۵۴	۳٫۱۸۲	۳٫۱۶۴
Mn	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۴	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۷	۰٫۰۳۹	۰٫۰۴۳	۰٫۰۳۷	۰٫۱۱۴	۰۰٫۵۱	۰٫۰۴۲	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۷	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۹
Fe^{+2}	۱٫۰۲۶	۱٫۰۹۷	۰٫۹۷۵	۱٫۰۰۲	۰٫۹۸۵	۰٫۹۸۰	۰٫۹۶۰	۱٫۱۰۵	۱٫۰۴۶	۰٫۸۲۳	۱٫۰۶۰	۱٫۲۰۶	۱٫۰۴۴	۱٫۱۷۷	۱٫۱۴۱	۱٫۰۸۳
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
Fe	۰٫۰۸۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۵۵	۰٫۰۳۷	۰٫۰۶۷	۰٫۰۳۴	۰٫۰۷۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۶۲	۱.۱۳۹	۰.۲۸۲	۰.۱۹۵	۰.۱۷۶	۰.۱۷۹	۰٫۱۴۴	۰٫۱۳۱
Ca	۱٫۷۸۵	۱٫۷۶۴	۱٫۷۴۹	۱٫۷۷۹	۱٫۷۶۸	۱٫۷۶۰	۱٫۷۴۰	۱٫۷۸۲	۱٫۷۸۱	۰٫۸۶۱	۱٫۶۸۲	۱٫۷۴۲	۱٫۷۰۸	۱٫۷۱۲	۱٫۷۱۰	۱٫۷۱۴
Na	۰٫۱۳۵	۰٫۲۲۷	۰٫۱۹۷	۰٫۱۸۴	۰٫۱۶۵	۰٫۲۰۶	۰٫۱۸۴	۰٫۲۱۸	۰٫۱۵۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۳۷	۰٫۰۶۳	۰٫۱۱۶	۰٫۱۰۹	۰٫۱۴۶	۰٫۱۵۵
B	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۲۳۳	۰٫۱۷۸	۰٫۱۶۰	۰٫۱۶۸	۰٫۱۹۵	۰٫۲۰۶	۰٫۱۳۳	۰٫۲۰۵	۰٫۲۷۲	۰٫۱۱۵	۰٫۱۸۷	۰٫۲۶۱	۰٫۲۰۵	۰٫۳۱۵	۰٫۳۱۸	۰٫۲۸۰
K	۰٫۱۰۱	۰٫۱۱۸	۰٫۰۹۴	۰٫۰۸۸	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۰	۰٫۱۳۹	۰٫۰۹۶	۰٫۰۳۳	۰٫۰۹۹	۰٫۱۰۸	۰٫۰۸۷	۰٫۱۰۴	۰٫۱۰۲	۰٫۱۰۰
Sum A	۰٫۳۳۴	۰٫۲۹۶	۰٫۲۵۴	۰٫۲۵۶	۰٫۲۵۲	۰٫۲۷۱	۰٫۱۹۳	۰٫۳۴۵	۰٫۳۶۸	۰٫۱۴۹	۰٫۲۸۷	۰٫۳۶۹	۰٫۲۹۲	۰٫۴۱۹	۰٫۴۱۹	۰٫۳۷۹
cations Sum	۱۵٫۳۳	۱۵٫۲۹	۱۵٫۲۵	۱۵٫۲۵	۱۵٫۲۵	۱۵٫۲۷	۱۵٫۱۹	۱۵٫۳۴	۱۵٫۳۶	۱۵٫۱۴	۱۵٫۲۸	۱۵٫۳۶	۱۵٫۲۹	۱۵٫۴۱	۱۵٫۴۱	۱۵٫۳۷

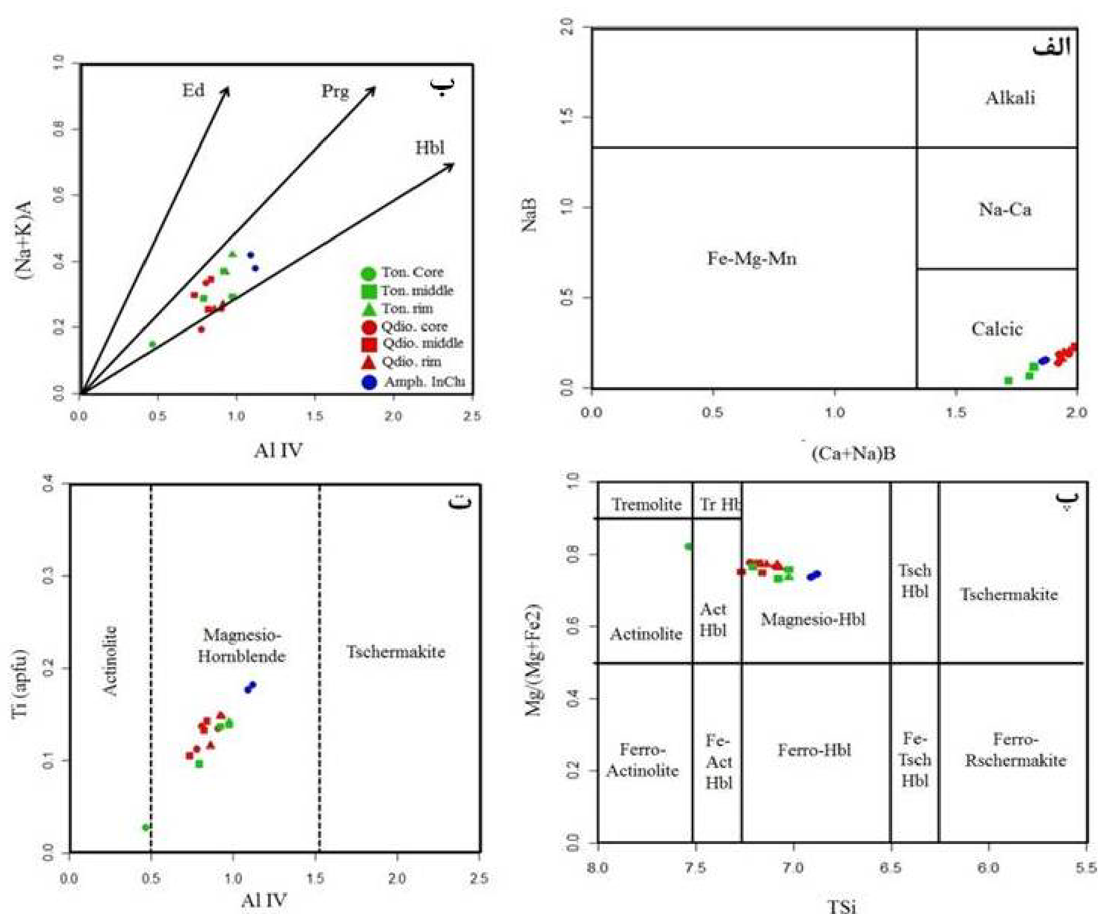
شیمی کانی‌ها

آمفیبول: در مجموعه‌ی نفوذی سرویان، آمفیبول تنها کانی مافیک در سنگ‌های تونالیتی است و در سنگ‌های کوارتز دیوریتی همراه بیوتیت حضور دارد. نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های نفوذی منطقه به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها به روش [۱۳] در جدول ۱ آمده‌اند. آمفیبول‌های ادخال نسل اول نسبت به آمفیبول‌های نسل دوم آلومینیوم و آهن بالاتر و منیزیم پائین‌تری دارند (جدول ۱). نسبت Al^{IV}/Al^{VI} در بلورهای آمفیبول مورد بررسی بین ۷۹/۱۵ تا ۱۰/۰۴ بوده و این نسبت در تمامی آمفیبول‌ها بیش از ۳/۳ است، بنابراین آمفیبول‌های منطقه در قلمرو آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند [۱۵] (شکل ۳). آمفیبول‌های منطقه براساس رده بندی [۱۶] از نوع کلسیک (کلسیم‌دار) هستند. بنا به عقیده‌ی بسیاری از پژوهشگران [۱۷-۲۱] حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشانه‌ی وابستگی این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I است. این کانی در رده‌بندی [۱۴] در گروه آمفیبول‌های کلسیک و در زیر رده‌های منیزیو هورنبلند و اکتینولیت هورنبلند قرار می‌گیرند (شکل ۴- الف، ب، پ، ت). تغییر ترکیب از منیزیوهورنبلند در مرکز آمفیبول تا اکتینولیت آمفیبول در حاشیه آن، می‌تواند نشان‌دهنده‌ی تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در آخرین مراحل تبلور آن باشد [۲۲].

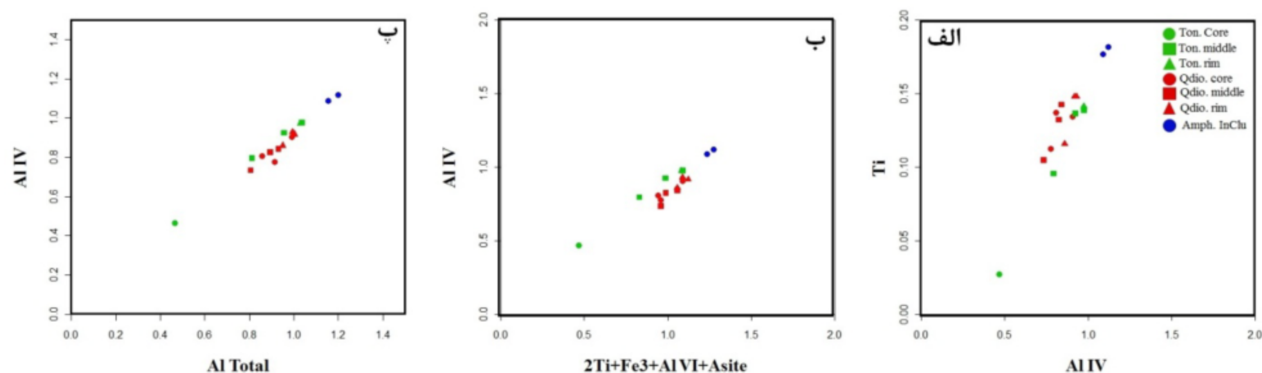
در نمودار تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} (شکل ۵ الف) همه‌ی آمفیبول‌ها کمتر از ۰/۵ اتم Ti در فرمول ساختاری خود دارند. در این نمودار با کاهش Al چهار وجهی، میزان Ti در آمفیبول‌ها کاهش می‌یابد که این ناشی از افزایش Si در ساختار بلوری بوده و معرف پیشرفت جدایش ماگما است [۲۳]. چنانکه در (شکل ۵ ب) دیده می‌شود، آمفیبول‌های مورد بررسی در یک روند خطی قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد تنوع ترکیبی در آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه تابع میزان Al^{IV} و جایگزینی کاتیون‌های $(Na+K)_A$, Ti, Al^{VI}, Fe^{3+} در موقعیت هشت‌وجهی است [۲۴]. رابطه‌ی خطی مستقیم بین Al^{IV} و Al^{VI} در آمفیبول‌های مورد بررسی بیانگر تفاوت سیستماتیک میزان آلومینیوم آمفیبول‌های سنگ‌های مختلف است (شکل ۵ پ) [۲۵].



شکل ۳ نمودار نسبت Al^{IV}/Al^{VI} [۱۵]، تمام بلورهای آمفیبول در گروه آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند (علائم استفاده شده در نمودار: رنگ سبز مربوط به نمونه‌های تونالیت (Ton)، رنگ قرمز مربوط به نمونه‌های کوارتز دیوریت (Qdio) و رنگ آبی مربوط به آمفیبول ادخال (Amph. InChs) است. علامت‌های دایره‌ی به مرکز بلور (Core)، مثلث به حاشیه بلور (Rim) و علائم مربع به فضای بین مرکز و حاشیه بلورها وابسته‌اند (Middle).



شکل ۴ (الف، ب، پ، ت) نمودارهای رده‌بندی و نامگذاری آمفیبول‌ها هستند [۱۴]، آمفیبول‌های تجزیه شده بیشتر زیر رده‌های منیزیوهورنبلند، هورنبلند و اکتینولیت قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۳).



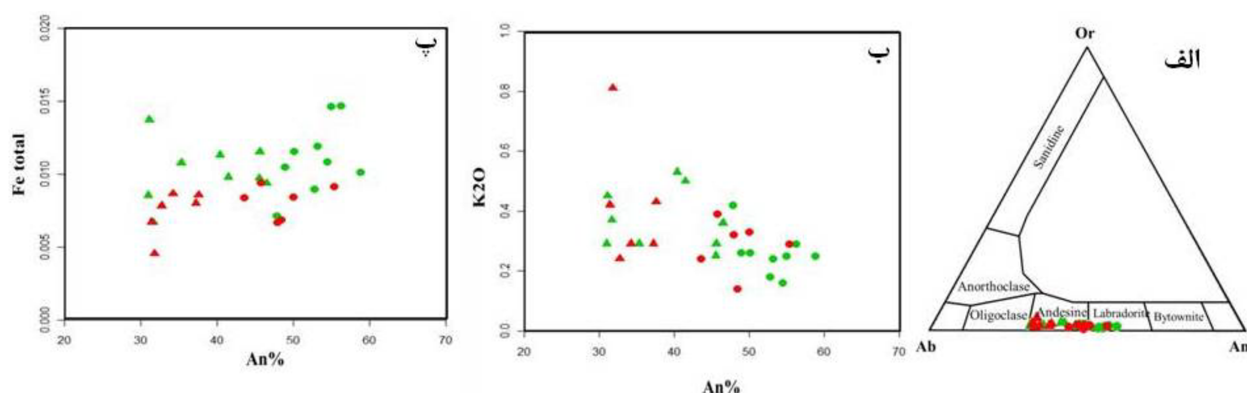
شکل ۵ الف) نمودار Ti نسبت به Al^{IV} در آمفیبول‌ها، تمامی آمفیبول‌ها کمتر از ۰٫۵ اتم Ti در فرمول ساختاری دارند، (ب) نمودار تغییرات Al^{IV} نسبت به Al^{VI}+Fe3++Ti+Asite [۲۴] نمونه‌های مورد بررسی در یک روند تقریباً خطی قرار می‌گیرند، (پ) نمودار Al^{IV} نسبت به AlT [۲۵] آمفیبول‌های آنالیز شده دارای روند خطی هستند (علائم مشابه شکل ۳ است).

پلاژیوکلاز- پلاژیوکلازها فراوان‌ترین کانی فلسیک در سنگ‌های نفوذی منطقه‌اند. مقدار عضو انتهایی آنورتیت در تونالیت‌ها An_{31-55} و در کوارتزدیوریت‌ها An_{30-58} است (جدول ۲). برای هر یک از سنگ‌های یاد شده، بیشترین میزان به هسته و کمترین میزان مربوط به حاشیه‌ی بلورهای پلاژیوکلاز وابسته‌اند (شکل ۶ الف). پرچاک و همکاران [۲۶]

معتقدند که نبود میانبار از فازهای دیگر در بخش مرکزی بلورهای پلاژیوکلاز و روند خطی آنورتیت نسبت به K_2O نشان‌دهنده‌ی این است که پلاژیوکلاز فاز اصلی ماگماست، از ویژگی‌های یاد شده در بلورهای پلاژیوکلاز بررسی شده است (شکل ۶ ب). به نظر می‌رسد که هسته‌های غنی از آنورتیت در مراحل اولیه‌ی جدایش ایجاد و سپس با پلاژیوکلازهایی با درصد آنورتیت کمتر پوشیده شده‌اند، این فرایند نتیجه‌ی کاهش دما در ماگماست. در حقیقت ترکیب عناصر اصلی فنوکریست‌ها همراه با تغییرات ترکیب ماگما تغییر می‌کند. بررسی‌های انجام شده روی پلاژیوکلازهای طبیعی نشان می‌دهد که میزان آهن در پلاژیوکلازها با کاهش درصد آنورتیت آن، کاهش می‌یابد [۲۸،۲۷] که این ویژگی‌ها را می‌توان در پلاژیوکلازهای منطقه نیز مشاهده کرد (شکل ۶ پ).

جدول ۲ نتایج ریزپردازش کانی‌های پلاژیوکلاز سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی سرویان.

	کوارتز دیوریت (176)								تونالیت (182)							
SiO_2	۵۹٫۰۵	۵۵٫۲۲	۵۶٫۰۷	۵۴٫۱۸	۵۸٫۶۸	۵۵٫۴۲	۶۰٫۴۲	۵۵٫۸۰	۶۰٫۳۵	۵۶٫۷۰	۵۸٫۳۴	۵۵٫۴۹	۵۳٫۹۷	۶۰٫۱۷	۵۹٫۳۳	۶۰٫۱۸
TiO_2	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al_2O_3	۲۶٫۳۰	۲۹٫۵۲	۲۹٫۲۴	۳۰٫۱۷	۲۶٫۲۵	۲۷٫۶۴	۲۵٫۴۵	۲۸٫۴۲	۲۳٫۴۳	۶۲٫۲۰	۲۵٫۴۸	۲۹٫۲۸	۲۸٫۱۶	۲۴٫۷۸	۲۵٫۴۳	۲۴٫۵۳
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
FeO	۰٫۲۳	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۳	۰٫۳۷	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۲۴	۰٫۱۸	۰٫۲۳	۰٫۲۱
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲
CaO	۶٫۷۲	۱۰٫۱۶	۹٫۲۲	۱۱٫۰۵	۷٫۶۸	۹٫۳۳	۶٫۳۱	۹٫۷۸	۷٫۴	۱۰٫۲۶	۶٫۸۴	۱۰٫۳۳	۱۱٫۷۱	۶٫۹۵	۷٫۰۶	۷٫۲۲
Na_2O	۸٫۰۹	۵٫۴۲	۵٫۸۹	۵٫۰۰	۷٫۵۹	۷٫۲۷	۷٫۴۳	۵٫۶۳	۷٫۶۸	۶٫۴۸	۷٫۵۷	۶	۵٫۰۳	۸٫۱۱	۷٫۱۲	۷٫۰۵
K_2O	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۱۶	۰٫۲۹	۰٫۵۳	۰٫۴۵	۰٫۴۲	۰٫۲۹	۰٫۳۹	۰٫۸۱	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۲۴
Total	۱۰۰٫۷۳	۱۰۰٫۹۱	۱۰۱٫۰۶	۱۰۰٫۸۹	۱۰۰٫۸۷	۱۰۰٫۶	۱۰۰٫۵۲	۱۰۰٫۳۱	۹۹٫۴۳	۱۰۰٫۳۵	۹۹٫۲۶	۱۰۱٫۶۵	۹۹٫۴۸	۱۰۰٫۶۶	۱۰۰٫۶۳	۱۰۰٫۴۷
Si	۱۰٫۴۹	۹٫۸۶	۹٫۹۷	۹٫۷۰	۱۰٫۴۴	۹.۹۹	۱۰.۷۱	۱۰.۰۱	۱۰٫۸۵	۱۰٫۲۲	۱۰٫۵۴	۹٫۸۶	۹٫۸۳	۱۰٫۷	۱۰٫۵۷	۱۰٫۷۲
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۵٫۵۱	۶٫۲۱	۶٫۱۳	۶٫۳۷	۵٫۵۰	۵٫۸۷	۵٫۳۲	۶٫۰۱	۴٫۹۷	۵٫۵۷	۵٫۴۳	۶٫۱۳	۶٫۰۵	۵٫۱۹	۵٫۳۴	۵٫۱۵
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Ca	۱٫۲۸	۱٫۹۴	۱٫۷۶	۲٫۱۲	۱٫۴۶	۱٫۸	۱٫۲	۱٫۸۸	۱٫۴۳	۱٫۹۸	۱٫۳۲	۱٫۹۷	۲٫۲۹	۱٫۳۲	۱٫۵۴	۱٫۳۸
Na	۲٫۷۹	۱٫۸۸	۲٫۰۳	۱٫۷۴	۲٫۶۲	۲٫۵۴	۲٫۵۵	۱٫۹۶	۲٫۶۸	۲٫۲۶	۲٫۶۵	۲٫۰۷	۱٫۷۸	۲٫۸	۲٫۴۶	۲٫۷۸
K	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۹	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۵
Sum Cat	۲۰٫۱۸	۲۰٫۰۰	۲۰٫۰۱	۲۰٫۰۰	۲۰٫۱۵	۲۰٫۴	۱۹٫۹۶	۲۰	۲۰٫۰۳	۲۰٫۱۷	۲۰٫۱۷	۲۰٫۱۴	۲۰٫۰۶	۲۰٫۱۵	۲۰٫۰۴	۲۰٫۱۲
Ab %	۶۷٫۴۵	۴۸٫۳۷	۵۲٫۷۰	۴۴٫۶۰	۶۳٫۱۲	۵۶٫۹۱	۶۶٫۲۶	۴۹٫۷۸	۶۴٫۲۱	۵۲٫۲۳	۶۳٫۷۱	۵۰٫۳۴	۴۳٫۰۲	۶۶٫۳۳	۶۰٫۰۵	۶۶
An %	۳۰٫۹۶	۵۰٫۱۰	۴۵٫۵۹	۵۴٫۴۶	۳۵٫۲۹	۴۰٫۳۶	۳۱٫۱	۴۷٫۷۸	۳۴٫۱۹	۴۵٫۷	۳۱٫۸۱	۴۷٫۸۹	۵۵٫۳۵	۳۱٫۴۱	۳۷٫۵۶	۳۲٫۷۱
Or %	۱٫۵۹	۱٫۵۳	۱٫۷۱	۰٫۹۴	۱٫۵۹	۲٫۷۳	۲٫۶۴	۲٫۴۴	۱٫۶	۲٫۰۷	۴٫۴۹	۱٫۷۷	۱٫۶۳	۲٫۲۶	۲٫۳۹	۱٫۲۹



شکل ۶ الف) ترکیب پلاژیوکلاز های منطقه‌ی، پلاژیوکلازهای توده‌ی نفوذی منطقه در گستره‌ی آندزین تا اواسط لابرادوریت قرار می‌گیرد، ب) نمودار تغییرات An در برابر K_2O موجود در پلاژیوکلازها، روند خطی نشانگر آنست که پلاژیوکلاز فاز اصلی ماگما است، پ) نمایش تغییرات میزان آهن کل در پلاژیوکلاز نسبت به میزان An، میزان آهن با افزایش درصد آنورتیت تا حدودی افزایش می‌یابد (علائم مشابه شکل ۳ است).

بحث

زمین فشارسنجی

بررسی‌ها نشان می‌دهد که میزان Al در هورنبلند با فشار تبلور رابطه‌ی خطی دارد و بر این اساس تعیین عمق جایگزینی توده امکان پذیر است [۲۹]. لازمه استفاده از فشارسنجی آمفیبول، تشکیل دوگانه‌ی کانیایی هورنبلند، کوارتز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، مگنتیت و تیتانیت اولیه در شرایط تعادلی است [۲۹]. توده نفوذی سرویان متشکل از کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، تیتانیت، مگنتیت و ایلمنیت است. این توده گریزندگی اکسیژن بالای، $Fe^{\#} < 0.66$، $Si<7.5$ و $Ca>1.5$ دارد [۸]، و هورنبلند در تماس با کوارتز و فلدسپار پتاسیم است. در محاسبات از آمفیبول‌هایی با ترکیب اکتینولیت چشم پوشی شده است، زیرا احتمال دارد اکتینولیت در فازهای زیر نقطه انجماد و در اثر دگرسانی تشکیل شده باشد [۳۰].

تاکنون روش‌های متعددی برای محاسبه‌ی فشار با استفاده از ترکیب هورنبلند ارائه شده‌اند [۴-۸، ۳۲،۳۱]، در همه‌ی روش‌ها (به جز روش [۴]، فشار تنها بر اساس مقدار آلومینیوم موجود در هورنبلند و بدون توجه به پارامترهایی مانند دما محاسبه شده است. اغلب فشارسنج‌های یاد شده در فشارهای بالا کاربرد دارد، مقادیر فشار بدست آمده برای تشکیل سنگ‌های توده‌ی نفوذی منطقه (تونالیت‌ها و کوارتزدیوریت‌ها) گاهی کمتر (و حتی منفی) از میزان خطای فرمول فشارسنجی است که با فشار منطقه سازگاری ندارد. هولیستر [۷] معتقد است که در سنگ‌های تونالیت و گرانودیوریتی با فشار کمتر از ۲ کیلو بار، تأثیر دما روی Al^T به قدری زیاد است که مستقل از فشار عمل می‌کند. بدین سبب از فشارسنجی [۵] که در فشارهای کمتر از ۲ کیلو بار قابل کاربرد است و خطای اندازه گیری کمتری دارد، برای محاسبه‌ی فشار تشکیل آمفیبول در سنگ‌های تونالیتی و کوارتزدیوریتی منطقه‌ی مورد بررسی، از رابطه زیر استفاده شده است:

$$P(\pm 0.6\ Kbar) = 4.76\ Al^{T} - 3.0 \qquad \text{(معادله ۱)}$$

میانگین فشارهای محاسبه شده از روش [۵]، در سنگ‌های تونالیتی ۰٫۸۵، ۱٫۳۸ و ۱٫۷۵ کیلوبار، در سنگ‌های کوارتزدیوریتی ۱٫۲۱ و ۱٫۹۱ کیلوبار و میانگین فشار محاسبه شده روی آمفیبول‌هایی که به‌صورت ادخال در آمفیبول‌های دیگر هستند (به‌صورت بافت پوئی کیلیتیک) ۲٫۶ کیلوبار است. فشار ۲٫۶ کیلوبار آمفیبول‌های ادخال موید این واقعیت است که تبلور اولیه آمفیبول در عمق بیشتر شروع شده است. فشارهای ۱٫۷۵ کیلوبار در تونالیت و ۱٫۹۱ کیلوبار در کوارتزدیوریت، فشارهای اندازه‌گیری شده از مرکز آمفیبول است، اختلاف اندک فشارهای محاسبه شده از هسته با حاشیه‌ی آمفیبول‌های نسل دوم بیانگر این واقعیت است که فشار بدست آمده از مرکز آمفیبول، در مراحل اولیه تبلور است، در صورتی که فشارهای بدست آمده از حاشیه بلور، نماینده‌ی فشار جایگزینی سنگ‌های اسیدی‌تر است. با توجه به نمودار (شکل ۷ الف)، که بر اساس مقادیر Al^T نسبت به Fe/Fe+Mg رسم شده است [۵]، می‌توان گستره‌ی فشاری در حدود ۱٫۸-۰٫۸ کیلوبار برای تونالیت،۲-۱ برای کوارتزدیوریت و ۲٫۵ کیلوبار

برای آمفیبول‌های ادخال برآورد کرد که با نتایج فشارهای به دست آمده با روش [۵] همخوانی دارد.

زمین دماسنجی

روش‌های متعددی برای تعیین دمای توده‌های نفوذی آهکی-قلیایی اسیدی و حدواسط معرفی شده اند. هولیستر [۷]. معتقد است که دمای ماگمای آبدار با ترکیب تونالیتی تا گرانودیوریتی (مستقل از فشار) بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه‌ی سانتی گراد متغیر است. به عقیده‌ی آندرسن [۳۳] که مقدار Ti در هورنبلند با افزایش دما، افزایش می‌یابد. هلز [۳۴] با استفاده از تغییرات مقدار Al نسبت به Ti در واحد فرمولی آمفیبول‌ها، دمای تشکیل این کانی‌ها را ارزیابی کرده است، در این پژوهش با استفاده از تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} دمای حدود ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتیگراد برای تبلور آمفیبول‌های منطقه‌ی مورد بررسی به‌دست آمده است (شکل ۷ ب).

زمین دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز

کاربردی‌ترین روش تعیین دمای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، روش دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز است، گرچه هنوز تردیدهایی در مورد این روش وجود دارد، ولی تا به امروز یکی از روش‌های متداول برای دماسنجی سنگ‌های آهکی-قلیایی محسوب می‌شود [۲]. بلوندی و هولند [۳] روشی را برای دماسنجی بر اساس واکنش آدنیت- ترمولیت با استفاده از زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز همزیست ارائه کرده‌اند. در این روش پلاژیوکلازها نباید دارای منطقه‌بندی باشند. برای محاسبه‌ی دما با این روش باید هورنبلند و پلاژیوکلاز به‌صورت همزیست در کنار هم حضور داشته و هورنبلند فاقد حاشیه اکتینولیتی باشد [۲۹]. این روش تنها در سنگ‌های اسیدی و حدواسط کوارتزدار، پلاژیوکلاز با ترکیب $An<0.92$، آمفیبول‌هایی با $Si\leq7.8$ باشند، کاربرد دارد و برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد قابل استفاده است. با استفاده از این روش دمای تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه های تونالیتی برابر با ۷۱۶ درجه‌ی سانتی‌گراد، برای نمونه‌های کوارتزدیوریتی ۷۲۳٫۵ درجه‌ی سانتی‌گراد و برای نمونه‌های آمفیبول ادخال ۸۰۴٫۵ درجه‌ی سانتی‌گراد برآورد شده است.

ویهنال [۲۹] رابطه‌ی زیر را در فشار ۲۰-۱ کیلوبار و گریزندگی HM-QFM برای تعیین دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز ارائه کرده‌اند:

$$T = 25.3P[kbar] + 654.9 \quad \text{(معادله ۲)}$$

بر پایه‌ی فرمول بالا دمای تعادل در تونالیت، کوارتزدیوریت و آمفیبول‌های ادخال به ترتیب ۶۹۰، ۶۹۴٫۳ و ۷۲۰٫۵ درجه‌ی سانتی‌گراد به دست آمده‌اند.

هولند و بلوندی [۳۵] دو دماسنج دیگر پیشنهاد کرده‌اند؛ زمین دماسنج اول بر پایه‌ی واکنش ادنیت- ترمولیت که تنها در سنگ‌های آذرین و دگرگون کوارتز دار کاربرد دارد. زمین دماسنج دوم معرفی شده به روش [۳۵] بر اساس واکنش ادنیت- ریکتریت محاسبه شده که در سنگ‌های آذرین و دگرگون کوارتزدار و بدون کوارتز قابل استفاده است. میانگین دمای تعادل بر اساس واکنش ادنیت-ترمولیت در تونالیت‌ها و کوارتزدیوریت‌ها و آمفیبول‌های ادخال به ترتیب برابر ۷۵۹٫۷، ۷۹۵ و ۸۷۵٫۲ درجه‌ی سانتی‌گراد برآورد شده است. دمای تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز بر اساس واکنش ادنیت-ریکتریت در نمونه‌های تونالیتی ۷۸۰٫۵ درجه‌ی سانتی‌گراد، در نمونه‌های کوارتزدیوریتی ۷۳۲٫۵ درجه‌ی سانتی‌گراد و در نمونه‌های آمفیبول ادخال ۸۲۸٫۹ درجه‌ی سانتی‌گراد به‌دست آمده است.

در جدول ۳ نتایج حاصل از زمین دماسنج‌های مختلف یاد شده، برای مقایسه آورده شده اند. میانگین دمای محاسبه شده به روش دماسنجی‌های [۲۸،۳] و روش [۳۵] (بر اساس واکنش ادنیت-ترمولیت) بسیار به هم نزدیک‌اند، ولی میانگین دمای محاسبه شده به روش [۳۵] (بر اساس واکنش ادنیت-ریکتریت) در حدود ۷۰-۶۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بالاتر از روش‌های دیگر است. آندرسون [۳۶] روش دماسنجی [۳۵] (بر اساس واکنش ادنیت-ریکتریت) برتر را از روش [۳۵] (بر اساس واکنش ادنیت-ترمولیت) می‌داند، ولی به نظر می‌رسد دمای محاسبه شده به روش دماسنجی [۳۵] (بر اساس واکنش ادنیت-ترمولیت) برای سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی سرویان به واقعیت نزدیک‌تر است. دمای تعادل آمفیبول-پلاژیوکلاز در نمونه‌های آمفیبول ادخال حدود ۸۰-۶۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بالاتر از دمای تعادل در نمونه‌های تونالیت و کوارتزدیوریت است، که نشان می‌دهد که هسته‌های آمفیبول‌های اولیه در فشار و دمای بالاتری تشکیل شده‌اند، ولی با صعود ماگما و کاهش دما، هسته‌های ثانویه آمفیبول تشکیل شده و به دلیل رشد سریع‌تر، آمفیبول‌های اولیه را در بر گرفته است.

جدول۳ دمای تشکیل بلور آمفیبول‌های مختلف توده نفوذی سرویان با استفاده از روش‌های دماسنجی زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز. حرارت محاسبه شده به روش بلوندی و هولند[۳]، روش ویهنال [۲۹]، روش هولند و بلوندی ۱ (بر اساس واکنش آدنیت-ترمولیت)،[۳۵]، روش هولند و بلوندی ۲ (بر اساس واکنش آدنیت-ریکتریت) [۳۵].

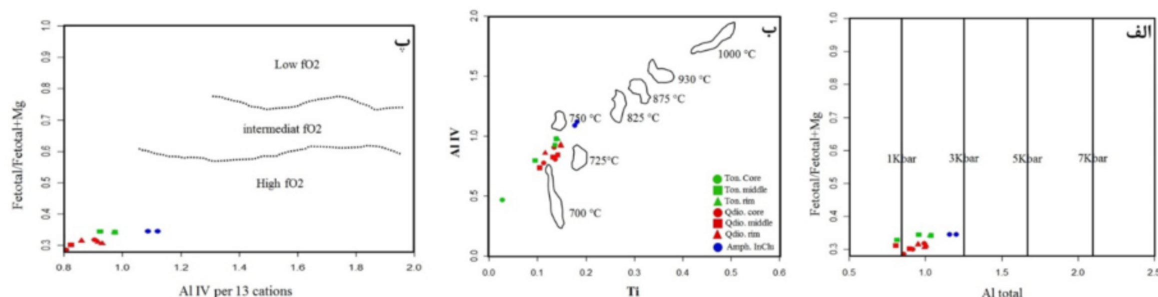
شماره نمونه‌ها	P(Kb) اشمیت [۵]	T(°C) بلوندی‌وهولند[۳]	T(°C) ویهنال [۲۷]	T(°C) هولندوبلوندی ۱ [۳۳]	T(°C) هولند و بلوندی ۲ [۳۳]
182Ac (تونالیت)	۱٫۰۷	۷۳۳٫۸	۶۸۱٫۹	۸۰۰٫۹	۷۹۹٫۳
182Am (تونالیت)	۰٫۸۳	۶۹۸٫۸	۶۷۵٫۹	۷۳۹٫۶	۷۹۸٫۹
182Ar (تونالیت)	۱٫۵۲	۶۸۸٫۷	۶۹۳٫۲	۷۲۴٫۳	۷۳۹٫۲
182Bc (تونالیت)	۱٫۷۱	۷۴۴٫۱	۶۹۸٫۲	۷۷۳٫۷	۸۰۰٫۲
182Bm (تونالیت)	۱٫۲۵	۷۰۹٫۶	۶۸۶٫۵	۷۶۸٫۵	۷۷۷٫۷
182Br (تونالیت)	۱٫۷۷	۶۹۸٫۶	۶۹۹٫۶	۷۵۵٫۲	۷۵۷٫۲
182Cc (تونالیت)	۱٫۳۵	۷۴۳٫۶	۶۸۸٫۹	۷۴۱٫۲	۷۹۹
182Cm (تونالیت)	۱٫۴۳	۷۳۰٫۴	۶۹۱	۷۶۵٫۱	۸۰۷٫۴
182Cr (تونالیت)	۱٫۷۲	۶۹۶٫۸	۶۹۸	۷۶۹٫۲	۷۴۵٫۹
متوسط	۱٫۴۰	۷۱۶	۶۹۰	۷۵۹٫۷	۷۸۰٫۵
176Am1 (کوارتز دیوریت)	۰٫۸۶	۷۳۲٫۲	۶۷۶٫۷	۷۹۸٫۲	۷۰۹٫۸
176Am (کوارتز دیوریت)	۱٫۵۵	۷۴۴٫۵	۶۹۴	۸۲۶٫۵	۷۴۴٫۸
176Am3 (کوارتز دیوریت)	۱٫۹۳	۷۱۵٫۲	۷۰۳٫۷	۷۷۴٫۶	۷۴۲٫۳
176Ar (کوارتز دیوریت)	۱٫۸۹	۷۰۲	۷۰۲٫۷	۷۸۰٫۸	۷۳۳٫۱
متوسط	۱٫۵۶	۷۲۳٫۵	۶۹۴٫۳	۷۹۵	۷۳۲٫۵
176Bc (آمفیبول ادخال)	۲٫۴۹	۸۲۱٫۶	۷۱۷٫۹	۸۹۹٫۹	۸۴۳٫۲
176Br (آمفیبول ادخال)	۲٫۷۰	۷۸۷٫۵	۷۲۳٫۲	۸۵۰٫۶	۸۱۴٫۷
متوسط	۲٫۶۰	۸۰۴٫۵	۷۲۰٫۵	۸۷۵٫۲	۸۲۸٫۹

محاسبه‌ی گریزندگی اکسیژن

آمفیبول‌ها یکی از فراوان ترین کانی‌های مافیک در توده‌ی نفوذی سرویان هستند، که گویای غنی بودن ماگمای در حال تبلور از سازنده آب است. تغییر ترکیب آمفیبول‌ها، ناشی از تغییر در گریزندگی اکسیژن و فعالیت‌های سیلیس ماگمایی است. در واقع هر چه گریزندگی اکسیژن کمتر باشد، Fe^{3+} می‌تواند به مقدار بیشتری در شبکه‌ی هورنبلند جایگزین شود. بالا بودن نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} باعث جانشینی بیشتر Mg به وسیله‌ی Al می‌شود [۲]. قابل یاد آوری است که حضور همزمان مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه با آمفیبول در گرانیتوئیدهای منطقه‌ی مبین بالا بودن گریزندگی اکسیژن در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست [۳۷]. در نمودار (شکل ۷ پ) میزان نسبی گریزندگی اکسیژن بر اساس نسبت Al^{IV} به Fe/Fe+Mg، آمفیبول‌ها مشخص شده اند [۴]. بر اساس این نمودار میزان نسبی گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول‌های مورد بررسی بالا بوده است. مقدار کمی گریزندگی اکسیژن در زمان تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه بر اساس رابطه‌ی زیر برابر با ۱۱٫۰۶- تا ۱۵٫۷۶- است.

(معادله‌ی ۳)

$$\mathrm{Log}\, fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T$$



شکل ۷ الف) نمودار Al^{T} نسبت به Fe/Fe+Mg [۵]، در این نمودار گستره‌ی فشار تبلور کانی آمفیبول در سنگ‌های تونالیت و کوارتزدیوریت برآورد شده است، ب) محاسبه‌ی تقریبی دمای تشکیل آمفیبول‌های توده‌ی گرانیتوئیدی سرویان بر اساس روش [۳۵]، پ) نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن بر پایه‌ی ترکیب آمفیبول‌ها [۴]، نمودار نشان دهنده بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول است (علائم مشابه شکل ۳ است).

برداشت

توده‌ی گرانیتوئیدی سرویان شامل سنگ‌های اسیدی و حدواسط بوده و از سنگ‌های گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و کوارتزدیوریت تشکیل شده است. تمامی آمفیبول‌های مورد بررسی در سنگ‌های تونالیتی و کوارتزدیوریتی طی فرآیندهای آذرین تشکیل شده و در گروه آمفیبول‌های کلسیک و زیر گروه‌های منیزیوهورنبلند و اکتینولیت هورنبلند قرار می‌گیرند که شاخص توده‌های نفوذی نوع I است. ترکیب این کانی از منیزیوهورنبلند در مرکز بلور تا اکتینولیت هورنبلند در حاشیه-ی بلور، تغییر می‌کند که نشان‌دهنده‌ی تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در آخرین مراحل تبلور آن است. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های تونالیتی و کوارتزدیوریتی در گستره-ی آندزین تا لابرادوریت قرار می‌گیرد. نسبت K_2O در پلاژیوکلازها نسبت به درصد آنورتیت روند خطی دارد که نشان می‌دهد پلاژیوکلازها فاز اصلی کانیایی ماگما هستند. بررسی زمین فشارسنجی بر پایه‌ی آلومینیم در هورنبلندها، نشان دهنده‌ی فشار تبلور آمفیبول برابر با ۱/۴ کیلوبار در تونالیت، ۱/۵۶ کیلوبار در کوارتزدیوریت و ۲/۶ کیلوبار در آمفیبول‌های ادخال است. این فشارها گویای شکل‌گیری این توده‌های جوان در عمق کم پوسته است. میانگین دمای تعادل آمفیبول-پلاژیوکلاز بر اساس واکنش آدنیت-ترمولیت، ۷۵۹/۷ در تونالیت، ۷۹۵ در کوارتزدیوریت و ۸۷۵/۲ درجه‌ی سانتیگراد در آمفیبول‌های ادخال به‌دست آمده است. دما و فشار محاسبه شده در آمفیبول‌های ادخال نسبت به آمفیبول‌های درشت بلور در زمینه‌ی سنگ‌های تونالیتی و کوارتزدیوریتی بالاتر است که بیانگر تشکیل دو نسل متفاوت آمفیبول است، هسته‌های آمفیبول‌های اولیه در عمق بیشتر و دما و فشار بالاتری تشکیل شده‌اند، ولی با صعود ماگما و کاهش فشار و دما، هسته‌های ثانویه آمفیبول شکل گرفته و به سبب رشد سریع‌تر، آمفیبول‌های اولیه را احاطه کرده‌اند. حضور همزمان مگنتیت، اسفن، کوارتز به همراه آمفیبول در سنگ‌های توده‌ی نفوذی سرویان، نشان‌دهنده‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن در ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست و مقدار کمی Log fO_2 در زمان تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی سرویان ۱۱/۰۶- تا ۱۵/۷۶- بوده است.

مراجع

[1] Stone D., *"Temperatue and pressure Variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens River area, North west superior province Ontario, Canada",* Canadian Mineralogist 38 (2000) 455-470.

[2] Stein E., Dietl C., *"Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald",* Mineralogy and Petrology 72 (2001) 185-207.

[3] Blundy J.D., Holland T.J. B., *"Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer",* Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 208-224.

[4] Anderson J.L, Smith D.R., *"The effects of temperature and fO2 on the Al-in-hornblende barometer",* American Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[5] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer",* Contribution to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.

[6] Johnson M.C., Rutherford M.J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks"*, Geology 17 (1989) 837-841.

[7] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of clac-alkaline plutons",* American Mineralogist 72 (1987) 231-239.

[8] Hammarstrom J.M., Zen E., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer",* American Mineralogist 71(1986) 1297-1313.

[۹] قلمقاش ج.، باباخانی ع.ر.، *"نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کهک"*، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۲).

[۱۰] ندری ر.، محجل م.، بحرودی ع.، *"سامانه گسل امتداد لغز بیدهند (جنوب قم)"*، مجله علوم زمین، شماره ۷۴ (۱۳۸۸) ص ۱۸۴-۱۷۷.

[۱۱] قلمقاش ج.، *"مطالعه پلوتونیسم ترشیری در منطقه جنوب قم (محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کهک)"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۴).

[12] Kretz R., *"Symbols for rocks forming minerals",* American Mineralogist 68 (1983) 227-279.

[13] Droop G.T.R., *"A general equation for estimating Fe3+ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria",* Mineralogical Magazine 51 (1987) 431–437.

[14] Leake B.E., Woolly A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C.,

plagioclase: Implications on the evolution of granodiorite magma (Gesiniec granodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland)", Lithos 86 (2006) 260-280.

[27] Smith J.V., *"Phase equilibria of plagioclase, In: Ribbe PH (ed) Feldspar mineralogy, 2nd edn"*, Mineralogical Society of America, Washington DC, Reviews in Mineralogy 2 (1983) 223- 239.

[28] Smith J.V., Brown W.L., *"Feldspar minerals, Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties"*, Springer, Berlin-Heidelberg-New York (1988) 828p.

[29] Vyhnal C.R., Mcsween H.Y., Speer J.A., *"Hornblende Chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermo barometry and magmatic epidote stability"*, American Mineralogist 76 (1991) 176-188.

[30] Helmy H.M., Ahmed A.F., El Mahallawi, M.M., Ali S.M., *"Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt and tectonic implication"*, Journal of African Earth Science 38 (2004) 255-268.

[31] Thomas W.M., Ernst W.G., *"The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12kbar: In: Spencer R.J. and Chou I.M (Eds.), Fluid-mineral interactions: A tribute to HP Eugster"*, The Geochemical Society Special Publication 2 (1990) 59–63.

[32] Poli S., Schmidt M.W., *"Acomment on calcic-amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer by Blundy J.D. and Holland, T.J.B"*, contribution to mineralogy and petrology 111 (1992) 273-282.

[33] Anderson J.L., *"Proterozoic anorogenic granite plutonism of North American"*, Geological Society of America Memoir 161 (1983) 133-152.

[34] Helz R., *"Phase reactions of basalts in their melting range at PH_2O=5kb, Part 11, Melt composition"*, Journal of Petrology 17 (1993) 139-193.

[35] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.

[36] Anderson J.L., *"Status of thermo-barometry in granitic batholiths"*, Earth Science Review 87 (1996) 125-138.

[37] Wones D.R., *"Significance of the assemblage titanite + mognetitet + quartz in granitic rocks"*, American Mineralogist 74 (1989) 744-749.

Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.h., Rock N.M.S., Schmucher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N, Unungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., *"Nomenclature of Amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names"*, Europian Journal of Mineralogy 9 (1997) 623-651.

[15] Fleet M. E., Barnett R. L., *"Partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine, Sudbury, Ontario"*, The Canadian Mineralogist 16 (1978) 527 – 532.

[16] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An Introduction to the Rock Forming Minerals"*, 17th, Longman, Ltd (1991) 528.

[17] Clemens J.D., Wall V.J., *"Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town Volcanics"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 88(1984) 354-371.

[18] Hense-Klaiber U., *"Zur Geochemie der variszischen granitoid des bergstrasser Odenwaldes"*, thesis, Tu Karlsruhe (1992) 264P.

[19] Chappel B.W., White A.J.R., *"Two contrasting granite types"*, Pasific Geology 8 (1974) 173-174.

[20] Wyborn D., Chappel B.W., Johnston R.M., *"Three S type volcanic suites from the Lachlan Fold Belt, Southeast Australia"*, Journal Geophysics Research 86 (1981) 10335-10348.

[21] White A.J.R., Chapple B.W., *"Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia"*, Geological Society American Memory 159 (1983) 21-34.

[22] Celic O.F., Delaloye M.F., *"Characteristics of ophiolite related metamorphic rocks in the Beysehir ophiolitic mélange (central taurides, Turkey), Deduced from whole rock and mineral chemistry"*, J. of Asian Earth Science 26 (2006) 452-476.

[۲۳] هنرمند م.، مؤید م.، جهانگیری ا.، احمدیان ج.، *"کانی شناسی، دما-فشارسنجی و تعیین سری ماگمایی مجموعه آذرین نفوذی نطنز"*، مجله بلورشناسی و کانی شناسی، شماره ۳ (۱۳۸۸) ص ۳۲۵-۳۴۲.

[24] Jarrar G.H, *"Mineral chemistry in dioritic hornblendite from Wadi Araba, Southwest Jordan"*, Journal of African Earth Sciences 26 (1998) 285-295.

[25] Kharbish S., *"Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island-arc gabbro–diorite suite, central Eastern Desert, Egypt"*, Chemie der Erde 70 (2010) 257–266.

[26] Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., *"Crystallization and resorption in plutonic*